

El método del Índice de Alteración del Color (CAI) de los conodontos: limitaciones y posibilidades. Ejemplos de su aplicación en el Hercínico ibérico.

G. N. SARMIENTO¹ y S. GARCÍA - LÓPEZ²

¹Dpto. y UEI de Paleontología, Facultad de CC. Geológicas (UCM) e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM) 28040 Madrid.

²Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco, s/n, 33005 Oviedo.

Resumen: Algunos aspectos generales de los conodontos, así como su importancia estratigráfica son considerados previamente a introducir los fundamentos del método CAI y sus aplicaciones a diversos campos de la Geología. Los procesos que producen modificaciones en el color original de los elementos conodontales, y que no están vinculados a la maduración térmica de la materia orgánica, tales como: dolomitización, hematización y meteorización, entre otros, han de ser reconocidos como paso previo a la determinación del CAI. El estudio de la textura de los elementos conodontales debe preceder o acompañar a toda evaluación del color, por cuanto es fundamental y decisivo para la interpretación de los procesos geológicos que produjeron el intervalo de temperaturas establecidas para cada valor del CAI. La aplicación de este método en conodontos del intervalo Silúrico - Carbonífero de la Zona Cantábrica, devónicos de la Zona Axial pirenaica y carboníferos de las Cadenas Costeras Catalanas, ha permitido establecer el máximo de temperatura al que estuvieron sometidos los materiales de los que fueron extraídos, así como también inferir las causas que determinaron estos valores.

Palabras clave: indicadores geotérmicos, alteración textural, dolomitización, hematización, meteorización, Zona Cantábrica, Pirineos, Cadenas Costeras Catalanas.

Abstract: After a general introduction to the conodonts and their stratigraphic value, the colour alteration index, one of the methods of assessing the thermal maturation of sedimentary rocks, is summarized. Colour changes in conodont elements are related to the progressive and irreversible alteration of trace amounts of organic matter within their structure. Less commonly, conodont elements colour can result from other geological processes: dolomitization, hematization, weathering, among others, being their effects emphasized in the present paper. In addition to changes in colour of conodont elements, a characteristic textural alteration is correlated with increasing organo - mineral metamorphism. Preliminary conclusions of the CAI studies for materials from the Silurian - Carboniferous at the Cantabrian Mountains, Devonian of the Axial Pyrenees, and Carboniferous of the Catalan Coastal Ranges are given.

Key words: geothermal index, textural alteration, dolomitization, hematization, weathering, Cantabrian Zone, Axial Pyrenees, Catalan Coastal Ranges.

Sarmiento G. N. y García-López, S. (1996): El método del Índice de Alteración del Color (CAI) de los conodontos : limitaciones y posibilidades. Ejemplos de su aplicación en el Hercínico ibérico. *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (1-2): 112-123.

Los conodontos tienen dos aplicaciones fundamentales en los estudios geológicos. Tradicionalmente se han utilizado como indicadores bioestratigráficos de gran resolución, en especial en los depósitos de plataformas carbonatadas del intervalo Cámbrico superior-Triásico superior. En las dos últimas décadas se ha generalizado su empleo como geotermómetros de amplio espectro (50 - 600 °C) que permiten evaluar el grado de madurez térmica de los sedimentos que los incluyen. La información que se deriva de la evaluación del Índice de Alteración del Color (CAI) de los conodontos, tiene gran importan-

cia en estudios de geología regional y económica. Por este motivo, la validez, limitaciones y alcances del método han de ser bien conocidas como paso previo a realizar las mediciones del CAI y más aún cuando se trate de extraer conclusiones a partir de estos valores.

En la Península Ibérica se han reconocido conodontos en los Sistemas Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carbonífero y Triásico, en numerosas localidades que corresponden a distintos dominios tectosedimentarios. Este hecho ofrece múltiples posibilidades para los estudios del CAI, no sólo para contrastar la información geológi-

ca existente sobre cada área con las paleotemperaturas indicadas por los conodontos, sino también para detectar anomalías térmicas para cuya explicación es necesaria la apertura de nuevos campos de investigación y la concurrencia de otras disciplinas geológicas.

En este trabajo se ofrece al lector no vinculado a la Paleontología, una breve descripción de los conodontos como grupo fósil, sus aplicaciones en el campo de la bioestratigrafía y su empleo como geotermómetros, poniendo énfasis en los fundamentos y la rutina del método CAI, y finalmente los alcances de su aplicación se ejemplifican con los estudios puntuales realizados en algunas localidades de la Península Ibérica.

Conodontos

Aspectos Generales

Los conodontos constituyen un grupo de cordados extinguidos (Sansom *et al.*, 1992; Aldridge *et al.*, 1993), muy abundantes y diversificados en los mares paleozoicos y triásicos. Sus partes mineralizadas -los elementos conodontales- están constituidas por apatito y tienen un tamaño medio de 0,1 - 1 mm, de allí que su estudio sea competencia de la Micropaleontología. Los elementos conodontales, en vida del animal, formaban parte de una estructura mayor -el aparato conodontal- situado en la región cefálica y vinculado a la función alimenticia. Este aparato conodontal estaba constituido por un número variable de elementos conodontales (más de veinte, Sweet y Bergström, 1986, p. 86), de distintas morfologías que se han agrupado con fines descriptivos en tres categorías morfológicas principales (P, M y S). La función y modo de operar de este aparato ha sido motivo de controversias (cf. Conway Morris, 1989), pero recientemente, Purnell (1995) ha encontrado evidencias de desgaste funcional en los elementos conodontales, lo que le lleva a inferir que eran dientes; esto indicaría que se trataba de organismos macrófagos y en consecuencia predadores.

Los aparatos conodontales obtenidos de sucesiones sedimentarias de diferentes edades exhiben asimismo distintas morfologías, que en la mayoría de los casos han podido ser ordenadas en una secuencia temporal continua; tales variaciones morfológicas, que afectan fundamentalmente a los elementos que corresponden a la categoría P (Merrill y Powell, 1980), juntamente con el modelo de aparato conodontal al que se adscriben, permiten su aplicación como indicadores bioestratigráficos.

Los casi trescientos millones de años de historia de los conodontos, reconstruidos a partir del estudio de sus partes mineralizadas, han hecho posible establecer numerosas series morfológicas que se desarrollaron con una velocidad de cambio significativo y siguiendo distintas tendencias evolutivas. A partir de ellas se han reconocido 156 biozonas de conodontos para el intervalo Cámbrico superior-Triásico superior (cf. Sweet, 1988), que permiten datar los cuerpos de roca de este lapso y establecer correlaciones regionales e intercontinentales.

También en el campo de las aplicaciones estratigráficas de los conodontos ha de señalarse su interés como in-

dicadores paleoecológicos. Esta última propiedad, estrechamente vinculada al hábito de vida que tuvieron estos organismos, pelágicos y nectobentónicos (Barnes y Fahraeus, 1975), hace posible que se reconozcan biofacies. En este sentido, es bien conocida la distribución lateral de distintos taxones de un amplio intervalo temporal (cf. Pohler y Barnes, 1990).

Hasta hace sólo una década toda nuestra información acerca de los conodontos provenía del estudio de sus partes mineralizadas, desconociéndose el aspecto general de los organismos que produjeron tales restos.

En 1983, Briggs *et al.* dan a conocer el hallazgo de conodontos en sedimentos del Carbonífero de Edimburgo (Escocia), en los que se conservan restos carbonificados de tejidos blandos que proporcionan una visión general del cuerpo de los mismos. Este hallazgo (en la actualidad un total de diez ejemplares), tiene no sólo una gran importancia paleobiológica, sino que también ha permitido contrastar algunas de las hipótesis que se habían formulado acerca de la anatomía de los conodontos.

Con posterioridad se han producido nuevos hallazgos de conodontos (Smith *et al.*, 1987; Aldridge y Theron, 1993; Gabbott *et al.*, 1995), que confirman y/o amplían la información proporcionada por los fósiles del Reino Unido.

El color de alteración de los elementos conodontales

Los elementos conodontales están constituidos por láminas de apatito con características muy próximas a la francolita (Pietzner *et al.*, 1968), y entre ellas se disponen capas más finas de materia orgánica, aminoácidos (Savage *et al.*, 1990), que debieron ser depositadas al final de cada fase de biomineralización (Burnett y Hall, 1992).

Un hecho que llamó la atención a los estudiosos de este grupo, fue que los elementos conodontales obtenidos en materiales de distintas edades o localidades, presentaban colores diferentes (e.g. Ellison, 1944; Lindström, 1964; Sweet y Bergström, 1966). Estas variaciones de color fueron interpretadas por Epstein *et al.* (1977) como indicativas del grado de maduración de la materia orgánica (carbonificación) que está presente en los elementos conodontales. Las observaciones de campo y las experiencias de laboratorio realizadas por los mencionados autores, les permitieron demostrar que el color de los elementos conodontales está estrechamente vinculado a la temperatura (intensidad y duración) a la cual han estado sometidos. En consecuencia, pueden utilizarse como un índice semi-cuantitativo que refleja la máxima temperatura que han experimentado las rocas que los contienen.

La secuencia de cambios de color, desde amarillo claro o ámbar en elementos que no están alterados térmicamente, a marrón y negro, en elementos con una profunda alteración, es la respuesta de la materia orgánica al incremento de la temperatura. Epstein *et al.* (1977) calibraron experimentalmente el intervalo térmico dentro del cual se alcanza un determinado color y definieron el Índice de Alteración del Color de los conodontos (CAI). Estos autores reconocieron seis valores del CAI (1; 1,5; 2; 3; 4 y

Tabla I: El Índice de Alteración del Color (CAI) de los conodontos, comparado con otros índices del metamorfismo orgánico y mineral. Basado en: 1- Epstein *et al.* (1977), Rejebian *et al.* (1987); 2- Harris (1979); 3- Legall *et al.* (1982); 4- Stach *et al.* (1982); 5- Burnett (1988), Burnett *et al.* (1994); 6- Héroux *et al.* (1979); 7- Nowlan y Barnes (1987a); 8- Kübler (1984), Kisch (1991); 9- Bustin *et al.* (1990); Rejebian (1984); García-López *et al.* (1995). Los índices de color corresponden a la Tabla de color de Munsell, 1971. AAI- índice de color de acritarcos; TAI- índice de transparencia empleado por la Compañía de Producción Amoco; ASTM- alude a las técnicas de preparación y pulido según la "American Society for Testing and Materials".

Color c/ Índice de color de la tabla de Munsell (1)	CAI (1)	Intervalo térmico °C (1)	Profundidad enterramiento m. (Appalachian) (2)	AAI (3)	Palinomorfos		Vitrinita		Otras observaciones en Conodontos (textura) (5)	Tipo de C (ASTM) (6)	Hidrocarburos asociados (7)	Facies del Metam. orgánico Madurez térmica MO (7)	Cristalinidad de la Illita IC (Δ°2θ) (8)	Zonas Metamórficas (9)
					TAI AMOCO (1)	Peso % C en kerógenos (1)	Reflectancia % Rm equiv. de la lit. (4)	C fijo (4)						
amarillo claro (2.5 Y 7/4 a 8/4)	1	<50-80°C	<1.220	1	1-5	< 82	<0,8	60%	transparentes, materia blanca visible, lisos	Carbones bituminosos	gas húmedo y aceite	inmadura/submadura	> 0,42	Diagénesis
marrón muy claro (10YR 7/3 a 8/4)	1.5	50-90°C	1.220-2440	2-3	5,+5	81-84	0,70-0,85	60-65%				incipiente maduración		
marrón a marrón oscuro (10YR 4/2 a 7.5YR 3/2)	2	60-140°C	2440-3660	4-5	5-6	81-87	0,85-1,3	65-73%	menos transp. mat. blanca visible, apariencia lechosa, lisos		aceite pesado a liviano y gas húmedo	modura liquida		
marrón oscuro grisáceo (10YR 4/2 a marrón oscuro rojizo 5YR 2.5/2)	3	110-200°C	3660-5490	negro-desintegrado indeterminable bioquímico te	+5-6	83-89	1,40-1,95	74-84%	solo los ápices de los den- tículos transp. Materia blan- ca oscurecida a marrón cremoso, lisos	Semi antracita	gas húmedo/con- densado	modura liquida	0,42-0,25	Anquiza
marrón oscuro-negro claro (5YR 2.5/1 a negro 10YR 2.5/1)	4	190-300°C	5490-7930		6	84-90	1,95-3,6	84-95%	opacos; materia blanca marrón o grisacea, lisos		gas seco	sobremadura		
negro (7.5YR 2.5/0) a (2.5YR 2.5/0)	5	300-480°C	7930-9150		> 6-7	+90	+3,6	+95%	opacos; materia blanca gris a negro si es visible	Meta-antracita	estéril			
gris oscuro a gris mediano (N 4 - N 5)	6	360-550°C							pocos ejemplares, con superficie rugosa				< 0,25	Epizona
gris muy claro a blanco opaco (N 8 - N 9)	7	480-610°C							opacos, superficie sacaroidea					
cristalinos, vítreos	8	> 600°C							superficie muy irregular, estructuras delicadas per- didas, a menudo deformados					Mesozona

5) que corresponden a temperaturas que oscilan entre <50 y >300°C (Tabla I), y los correlacionaron con otros indicadores del metamorfismo orgánico (palinomorfos y reflectancia de la vitrinita), mostrando así las posibilidades, alcances y limitaciones de aplicación de cada una de estas tres técnicas ópticas.

Rejebian *et al.* (1987) introdujeron tres nuevos valores del CAI (6, 7 y 8), que corresponden a los colores gris, blanco y vítreo y que se obtienen experimentalmente a temperaturas que varían entre los 360° y > 600°C (Tabla I). Por encima del CAI 5, las variaciones de color se deben a la pérdida de carbono, recristalización progresiva del fluorapatito y pérdida del agua de cristalización. Estas variaciones de color de los elementos conodontales son progresivas, acumulativas e irreversibles, y están siempre acompañadas por modificaciones en la textura de los mismos (Epstein *et al.*, 1977; Rejebian *et al.*, 1987; Kovács y Arkai, 1987; Burnett, 1988; Orchard y Forster, 1991).

De este modo, el CAI de los conodontos es una medida indirecta de la máxima temperatura alcanzada por las rocas que los incluyen, con un campo de aplicación que se extiende entre los 50° y más de 600°C, y para cuya determinación sólo se requiere evaluar propiedades físicas (color y textura).

El Método CAI

El método CAI es un procedimiento sencillo, expeditivo y de bajo coste, que permite detectar anomalías térmicas, reconstruir la historia geotermal de una cuenca y también conocer el potencial económico de un área determinada (cf. Nowlan y Barnes, 1987 a). Esto último, resulta de particular interés tanto para la búsqueda de depósitos minerales vinculados a la existencia de soluciones hidrotermales, cuya presencia se infiere a través del análisis del CAI, como para la prospección de hidrocarburos que están estrechamente ligados al grado de maduración de la materia orgánica.

Evaluar el CAI de los conodontos en una muestra determinada, es una técnica para cuya aplicación es necesaria una escasa infraestructura: un conjunto estándar de elementos conodontales de distintas morfologías que sean representativos de cada valor CAI, para comparar con los que son objeto de análisis, y de una lupa binocular dotada de un buen dispositivo de iluminación.

Las implicaciones teóricas y/o de índole económica, ya sea a escala local o regional, que tienen las determinaciones del CAI, hacen necesario que este método posea un alto grado de fiabilidad. Como ya indicamos, un valor CAI para una determinada muestra se define a partir de

la observación del color y la textura de los elementos conodontales extraídos de la misma, pero estos atributos pueden estar influidos o ser modificados por otros procesos que no involucran necesariamente un aumento de la temperatura. En primer lugar, el tipo de roca del cual se extraen los elementos conodontales puede condicionar su color de alteración debido a que cada tipo litológico tiene un coeficiente de conductividad térmica que le es propio, y en consecuencia, para una misma temperatura el grado de maduración de la materia orgánica que reflejan los elementos conodontales extraídos de distintas rocas puede no ser el mismo. Este hecho ya fue considerado por Epstein *et al.* (1977), al puntualizar que desconociendo los efectos que la textura y composición de la roca portadora de elementos conodontales tienen sobre el metamorfismo orgánico, los valores del CAI por ellos establecidos corresponden a un tipo litológico homogéneo: calizas. Mayr *et al.* (1978) mencionan que el color de alteración puede ser modificado hasta en una unidad CAI por el tipo de roca. En tanto que Legall *et al.* (1982), encuentran que los elementos conodontales de calizas y pizarras de similar edad difieren en media unidad CAI. En el mismo sentido Belka (1990) confirma la influencia de la litología sobre el color de alteración de los elementos conodontales. En estudios regionales del CAI, la mayoría de los especialistas utilizan elementos conodontales provenientes de rocas carbonatadas para minimizar así la influencia de la litología.

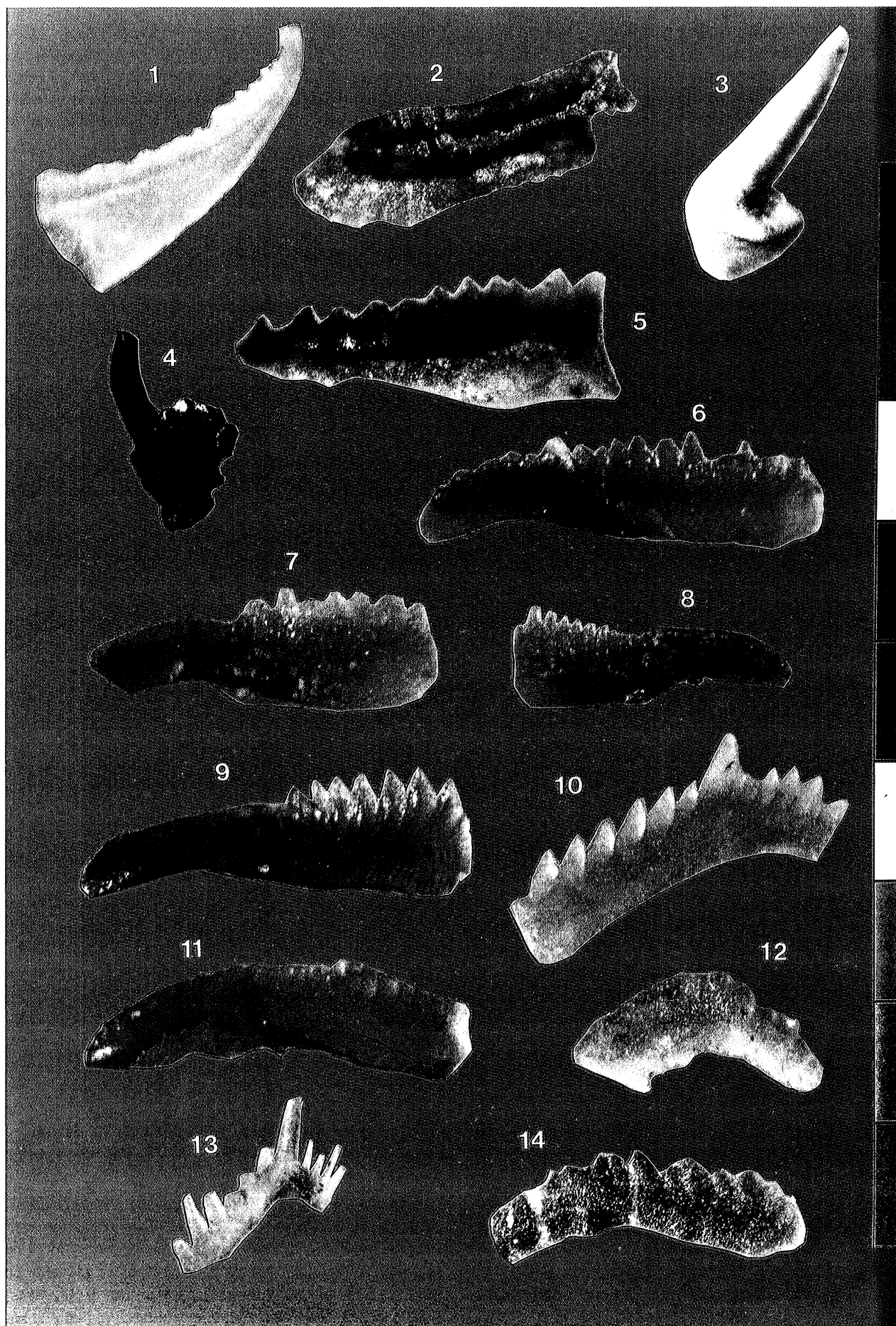
También han de extremarse las precauciones cuando se procede a la disgregación química de las rocas para extraer los elementos conodontales. Esto es particularmente importante cuando las rocas a investigar tienen bajos porcentajes de carbonato, en estos casos la solución de ácido acético al 10 ó 15%, puede corroer la superficie de los elementos conodontales modificando su textura original, e inclusive disolver partes de los mismos (cf. Jeppsson *et al.* 1985).

Por otra parte, los elementos conodontales procedentes de dolomías suelen presentar colores que erróneamente pueden ser interpretados como indicativos de elevadas temperaturas (hasta CAI= 7). Landing (1981) señala que elementos conodontales con colores de alteración originalmente marrón - negro se tornan blancos por efectos de la dolomitización. March-Benloch y Santesteban (1993), han demostrado que la removilización del apatito, durante el proceso de dolomitización de los carbonatos que contienen los elementos conodontales, puede producir en ellos colores de alteración que no están vinculados al metamorfismo orgánico, sino que son indicativos de su alteración diagenética. En este caso, como en otros, en los que el CAI puede ser confundido con el color producido por un proceso geológico (dolomitización o hematización) que no está vinculado al metamorfismo orgánico y en consecuencia no es indicativo de una temperatura determinada, es necesario un análisis minucioso de la textura con MEB. Así, los elementos conodontales extraídos de dolomías exhiben una textura sacaroidea o de aspecto "grumoso" que es el resultado del crecimiento de cristales epigenéticos y pseudomorfos,

cuya abundancia y dimensiones están vinculadas a la intensidad de los procesos diagenéticos. Estas alteraciones texturales son sólo superficiales, y en ninguno de los casos estudiados son visibles en las láminas internas de los elementos conodontales, las cuales conservan la disposición original de los cristales de apatito (Fig. 1, 1). La hematización modifica también el color y la textura originales de los elementos conodontales, produciendo una pátina superficial, o tiñéndolos internamente por infiltración de fluidos a través de los espacios interlaminares o de las microfisuras. De este modo, la hematización da como resultado elementos conodontales con colores que varían desde rosa hasta distintas tonalidades de rojo (Fig. 1, 2; Fig. 1,11; Fig. 1,13). Estos colores, que aparecen sobreimpuestos al color original o de alteración de los elementos conodontales, no han impedido, en ninguno de los casos por nosotros analizados, asignarles un determinado valor CAI; por el contrario, la detección de estos colores anómalos ha contribuido a aumentar el conocimiento sobre los procesos geológicos que afectaron a los cuerpos rocosos de los cuales provienen los conodontos.

También la meteorización puede producir en los elementos conodontales variaciones de color, especialmente un "blaqueado" superficial o decoloración (Lindström, 1964), que suelen estar acompañadas por sutiles modificaciones texturales; en particular, los efectos de una incipiente disolución son evidentes cuando se realizan observaciones con MEB. Nicoll (1981) y Gorter (1984) en base a sus experiencias, desestiman el papel que desempeña la meteorización en la alteración del color de los elementos conodontales. No obstante, Sarmiento (1993, p. 183) ha encontrado diferencias de color significativas entre elementos conodontales de la misma edad y de áreas próximas, que fueron obtenidos de calizas con una avanzada meteorización e incluso limonitizadas, y de calizas en las que este proceso estaba aún en una etapa inicial. También los efectos de la meteorización son evidentes en elementos conodontales ordovícicos (Fig. 1,3) que aparecen reelaborados en rocas del Silúrico superior como resultado de condensación tafonómica (Sarmiento y Bultynck, 1994).

-
1. *Belodella* sp., X 160. Prídoli, Marruecos. Col. P. Bultynck. CAI = 1, dolomitizado. 2. *Polygnathus* sp., elemento Pa, X 140. Famenienense?, Fm. Baileas, Cabo Peñas. Col. Leiden. CAI = 1, hematizado. 3. *Drepanoistodus* sp., X 160. Ordovícico inferior, Marruecos. Col. P. Bultynck. CAI = 1, meteorizado. 4. *Panderodus* sp., X 130. Llandoveriense, Fm. Castro, Cabo Peñas. Col. Oviedo. CAI = 5. 5. *Caudicriodus ultimus* Weddige y Reuquadt, elemento I, X 160. Emsiense, Fm. La Ladróna. Col. Oviedo. CAI = 3,5. 6. *Polygnathus rhenanus* Klapper, Philip y Jackson, elemento Pa, X 140. Givetienense. Fm. Candás. Col. Oviedo. CAI= 1,5. 7 - 9. *Polygnathus xylus* Stauffer, elementos Pa, Givetienense, Fm. Candás. Col. Oviedo. 7, X 140, CAI = 1,5 - 2; 8, X 120, CAI = 2 - 2,5; 9, X 140, CAI = 2. 10. *Gnathodus* sp., elemento Pb X 140. Viseense. Fm. Alba, Cabo Peñas. Col. Leiden. CAI = 1, "bleach". 11. *Gnathodus cuneiformis* Mehl y Thomas, elemento Pa, X 130. Turnesiense - Viseense, Fm. Alba, Cabo Peñas. Col. Leiden. CAI = 1, hematizado. 12. *Gnathodus pseudosemiglaber* Thomas y Fellows, elemento Pa, X 120. Viseense, Picamoi-xons, Priorato, CCC. Col. J. Sanz. CAI = 8, deformado y recrystalizado. 13. *Polygnathus?* sp., elemento Sa, X 90. Carbonífero, Fm. Alba, Cabo Peñas. Col. Leiden. CAI = 1, "bleach". 14. *Polygnathus* sp., elemento Pb, X 140. Emsiense - Eifeliense, Castells, Pirineos. Col. Leiden. CAI = 5,5, clivaje. La escala de colores que se incluye en la lámina corresponde a la "Güfa de separación de colores de Kodak".



Sólo cuando se ha descartado que el color de los elementos conodontales pueda ser atribuido a alguno de los supuestos antes enumerados, estamos en condiciones de realizar las determinaciones del CAI. Con este propósito, cada elemento conodontal que sea objeto de análisis debe ser colocado junto a los ejemplares del conjunto estándar que presenten características morfológicas similares, y de ser posible correspondan a la misma categoría taxonómica. En este sentido, Nowlan y Barnes (1987b) previenen sobre el uso de elementos conodontales neurodontiiformes (Lindström, 1964) para las determinaciones del CAI, argumentando en base a sus experiencias, que éstos son menos sensibles a los cambios de temperatura e incluso que en una misma muestra sus colores no son homogéneos, ni tampoco iguales a los que presentan los elementos lamelares asociados. Por otra parte, los elementos conodontales de paredes finas generalmente exhiben valores del CAI más bajos que las formas robustas y de paredes gruesas (Epstein *et al.*, 1977; Orndorff *et al.*, 1988). Estas observaciones que se sustentan en el conocimiento empírico pueden ser sustanciadas cuando se analizan las estrategias de biomineralización de los conodontos.

En las tablas de CAI de Epstein *et al.* (1977) y Rejebian *et al.* (1987), sólo aparece cuantificado un índice de valor intermedio (1,5), pero un especialista familiarizado con su observación está en condiciones de reconocer magnitudes intermedias, lo que contribuye a dar una mayor precisión a las estimaciones de temperatura.

Los cambios de color de los elementos conodontales fueron cuantificados mediante ensayos de laboratorio (pirólisis), resultando así una tabla de nueve valores CAI que se identifican numéricamente (Epstein *et al.*, 1977; Rejebian *et al.*, 1987). Estos valores han sido correlacionados con otros índices orgánicos y minerales del metamorfismo en muestras en las que coexisten (Harris *et al.*, 1978; Mayr *et al.*, 1978; Legall *et al.*, 1981; Nicoll, 1981; Nicoll y Gorter, 1984b; García-López *et al.*, 1995). En la Tabla I aparecen recopiladas estas correlaciones junto con otras, tales como observaciones acerca de la textura, potencial de hidrocarburos, etapas de la diagénesis y el metamorfismo, que son características o susceptibles de reconocerse para cada intervalo del CAI. También las estimaciones geotérmicas que proporciona el método CAI, son susceptibles no sólo de compararse, sino también de precisar, las obtenidas a partir de la temperatura de homogenización de las inclusiones fluidas (cf. Lehrmann, 1990).

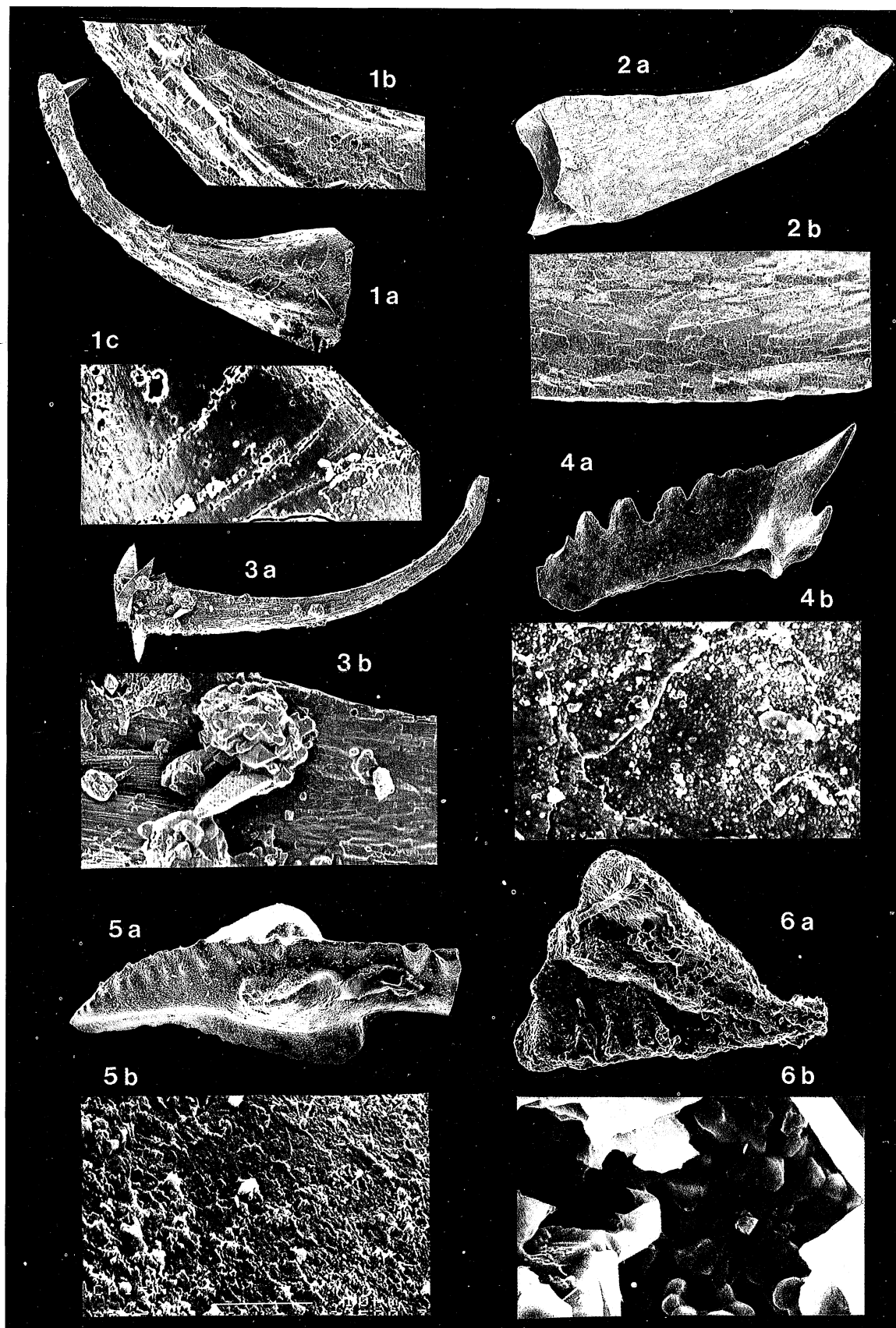
Es de destacar que la profundidad de enterramiento, o en otros términos, el espesor de la columna sedimentaria (Tabla I), que se requiere para alcanzar cada uno de los valores CAI, fue establecido en los Apalaches por Epstein *et al.* (1977), donde el grado geotérmico es de 30,5°C/km. Si bien estos espesores no pueden ser directamente extrapolados a otras áreas, si previamente no se conoce el grado geotérmico de las mismas, constituyen una referencia de gran significación a partir de la cual se podrán encontrar coincidencias con la Cuenca Apalachense (Legall *et al.*, 1982), o valores que de forma no-

toria se aparten de éstos; en este último caso será necesario indagar sobre la historia tectónica, actividad ígnea, erosión, características del basamento, conductividad térmica de los materiales infrayacentes, entre otras, del área investigada. Así, Nicoll y Gorter (1984 a,b) al estudiar los valores del CAI en la Cuenca Canning (la mayor cuenca paleozoica de Australia), encontraron diferencias significativas con los espesores estimados para cada intervalo CAI en los Apalaches, e inclusive notables variaciones entre los valores obtenidos en muestras de sondeos próximos dentro de la misma cuenca. Estos autores interpretaron que tales diferencias podían ser explicadas por un gradiente geotérmico bajo, por la existencia de un evento térmico del Cenozoico y por el emplazamiento de un complejo de cuerpos ígneos.

Aplicaciones

El uso de los conodontos como geotermómetros, al igual que otros indicadores del metamorfismo orgánico, permite detectar variaciones térmicas e inferir las causas que las produjeron. Así, procesos geológicos tales como la diagénesis, metamorfismo regional y de contacto, hidrotermalismo, mineralizaciones (MVT), e indirectamente condiciones tectónicas, entre otros, pueden ser caracterizados por el método CAI. La uniformidad o variabilidad de los valores del CAI en elementos conodontales de una misma muestra, o de muestras de niveles próximos, junto con sus rasgos texturales y el tipo de deformación que exhiben, permite distinguir grados y tipo de metamorfismo en secuencias metacarbonatadas. En este sentido, son numerosas las publicaciones que dan cuenta del empleo del método CAI en estudios de diversa índole: tales como acceder al conocimiento de la historia térmica de una cuenca (Burnett, 1987; Dougherty y Uyeno, 1989; Burnett *et al.*, 1990; Aldridge, 1993; etc.), evaluar el potencial de hidrocarburos de un área determinada (Epstein *et al.*, 1977; Harris y Milici, 1977; Harris *et al.*, 1978; Nicoll, 1981; Wardlaw y Harris, 1984; Nicoll y Gorter, 1984 a,b; Armstrong *et al.*, 1994; etc.), en estudios estratigráficos y tectónicos (Perry *et al.*, 1979; Bergström, 1981; Perry *et al.*, 1983; Aldridge, 1984, 1986; Nowlan y Barnes, 1987b; Belka, 1990, 1991, 1993; entre otros), y detectar la existencia y/o influencia de actividad hidrotermal, el efecto de las soluciones mineralizantes que producen depósitos de interés económico del tipo "Mississippi Valley", MVT, (Nowlan y Barnes, 1987 a,b; Rejebian *et al.*, 1987; Harris *et al.*, 1990; Sangster *et al.*, 1994; Sarmiento *et al.*, 1994a; entre otros), y los efectos térmicos que producen los cuerpos intrusivos (Nicoll, 1981; Armstrong y Strens, 1987; Burnett, 1988 y Königshof, 1991; entre otros).

Los estudios de CAI han estimulado y propiciado las investigaciones en este campo con otros grupos de fósiles; así, en los ostrácodos se han reconocido colores de alteración inducidos por la materia orgánica presente en el material que los circunda (Kontrovitz, 1987; Ainsworth *et al.*, 1990); experiencias similares se han realizado con graptolitos (Goodarzi y Norford, 1985); escoleco-



1 a - c. *Walliserodus sancticlaui* Cooper, elemento acodiforme. Llandoveryense, Fm. Castro, Cabo Peñas. Col. Oviedo. CAI = 5. 1a, X 180; 1b, X 540, recristalización superficial; 1c, X 800, disolución. 2 a, b. *Walliserodus sancticlaui* Cooper, (sim. p). Llandoveryense, Fm. Castro, Cabo Peñas. Col. Oviedo. CAI = 5. 2a, X 220; 2b, X 800, recristalización superficial. 3 a, b. *Panderodus equicostatus* (Rhodes), elem. similiforme?, Llandoveryense, Fm. Castro, Cabo Peñas. Col. Oviedo. CAI = 5. 3a, X 120; 3b, X 600, recristalización superficial y cristales epigenéticos. 4 a, b. *Scaliognathus* ? sp., elemento Pb, Turnesiense - Viseense, Fm. Alba, Cabo Peñas. Col. Leiden. CAI = 1. 4a, X 130; 4b, X 2.500, disolución por fluidos y recubrimientos minerales. 5a, b. *Gnathodus pseudosemiglaber* Thompson y Fellows, elemento Pa, Turnesiense - Viseense, Fm. Alba, Cabo Peñas. Col. Leiden. CAI = 1. 5a, X 130; 5b, X 250, disolución por fluidos, "bleach". 6 a, b. *Polygnathus* ? sp., fragmento de un elemento Pa. Carbonífero, Cadenas Costeras Catalanas. Col. J. Sanz. CAI = 8. 6a, X 140; 6b, X 2.500, totalmente recristalizado.

dontos (Goodarzi y Higgins, 1987); ictiolitos (Turner, 1994); braquiópodos inarticulados y conuláridos (inédito).

El método CAI en la Península Ibérica

Las investigaciones sobre el CAI están aún en una etapa inicial en la Península Ibérica; hasta el presente, es muy escasa la información existente sobre esta temática: Raven y van der Pluijm, 1986; March-Benlloch y Santisteban, 1993; Sarmiento *et al.*, 1994a; Sarmiento y García-López, 1994; García-López *et al.*, 1995). En los trabajos, en los cuales se aborda el estudio de los conodontos ibéricos desde un punto de vista bioestratigráfico, se suelen encontrar referencias a su CAI, pero sólo a nivel de datos complementarios (March-Benlloch, 1991; Sarmiento, 1993; Calvo, 1993).

Como resultado de las investigaciones sistemáticas sobre el CAI que hemos comenzado a desarrollar en la Península Ibérica a partir del año 1993, disponemos de determinaciones, y en algunos casos interpretaciones, de carácter local para distintos sectores de este ámbito. De ellas, hemos seleccionado elementos conodontales de diferentes edades y localidades, que a través de esta metodología evidencian condiciones diagenéticas, metamorfismo regional y anomalías térmicas.

Zona Cantábrica (ZC): en la Región de Pliegues y Mantos hemos estudiado conodontos del intervalo Silúrico - Carbonífero en el área de Cabo Peñas (Asturias), donde se ha documentado la transición diagénesis-metamorfismo (Brime y Pérez Estaún, 1980). Hasta el presente, los conodontos más antiguos provienen de los niveles carbonatados del Miembro Viodo (Llandoveryense, Silúrico inferior) de la Formación Castro (Sarmiento *et al.*, 1994b). Los elementos conodontales exhiben valores del CAI de 5 (Fig. 1,4) y 5,5 (300 - 480°C); en un reducido número de ejemplares el CAI es 6 (360 - 550°C). En relación a la textura, se observan recrystalizaciones superficiales y efectos de disolución (Fig. 2,1; Fig. 2,2), siendo frecuente la presencia de cristales epigenéticos de pirita de tamaños variables y agregados framboidales (Fig. 2,3). Por otra parte, los elementos conodontales no están deformados, pero sus porciones más delicadas se hallan fragmentadas. Este hecho puede atribuirse a procesos de presión-disolución que están registrados en la roca por la presencia de estilolitos de diversa magnitud, y que habrían inducido también la recrystalización del apatito en la superficie de los elementos conodontales. El conjunto de estas características, y las observaciones de campo, permiten inferir que los materiales carbonatados del Mb. Viodo estuvieron sometidos a un metamorfismo regional correspondiente a la anquizona. Asimismo, la coexistencia en una misma muestra de elementos conodontales de CAI 5, con otros de valores 5,5 y 6, podría indicar para el área de estudio la presencia de soluciones hidrotermales (cf. Rejebian *et al.*, 1987).

Los conodontos devónicos proceden de la Formación La Ladrona, Emsiense, (García-López y Arbizu, 1993), de la Formación Candás, Givetense, (García-López,

1987), y de la base de la Formación Baleas, Famenienne, (Adrichem Boogaert, 1967; y datos inéditos). En la primera de estas unidades los elementos conodontales tienen valores del CAI de 3,5 (Fig. 1,5) y 4 (150 - 300°C), y algunos presentan una textura granular producida por la recrystalización superficial del apatito. Tales características parecen indicar que estos materiales están en una etapa de diagénesis avanzada, y tal vez el inicio de un metamorfismo regional de muy bajo grado.

En los materiales carbonatados de la Formación Candás, aflorante en la localidad homónima, los elementos conodontales tienen valores CAI de 1,5; 2; 2,5 (Fig. 1, 6 - 9) y algunos de 3. Estos índices suelen corresponder a ejemplares de una misma muestra. La textura de los elementos conodontales no es uniforme, se han observado ejemplares con superficies lisas y de aspecto pulido, en tanto que otros tienen una textura sacaroidea y su aspecto es mate. Por otra parte, un gran número de elementos conodontales muestran evidencias de hematización (colores rojizos). La coexistencia de diferentes valores CAI en una misma muestra y en niveles próximos, junto con las características texturales y las evidencias de hematización indicarían para este área la presencia de soluciones salinas de baja temperatura ricas en hierro.

Los conodontos del Devónico Superior y Carbonífero, proceden de las formaciones Baleas y Alba (Turnesiense - Viseense), donde se obtuvieron elementos conodontales con valores CAI de 1, 1,5 y 2, cuyas texturas son lisas y en parte sacaroideas. Estos ejemplares, al igual que los de la unidad anterior, presentan evidencias claras de hematización (Fig. 1, 2), que sugieren también la existencia de soluciones salinas con Fe y de baja temperatura. Por otra parte, algunos elementos conodontales aparecen decolorados ("bleach"), lo que podría estar vinculado a un proceso aún incipiente de dolomitización de estos materiales (Fig. 1, 10; Fig. 1, 13); las fotografías al MEB (Fig. 2, 4 ; Fig. 2, 5) muestran una disolución incipiente inducida por las soluciones salinas.

Pirineos: En materiales devónicos de la Zona Axial pirenaica, en la localidad de Castells (Prov. de Lérida), los elementos conodontales obtenidos por Boersma (1973) tienen valores de CAI 5,5 y 6. Algunos ejemplares presentan microfisuras paralelas sin desplazamiento que han sido rellenadas por filosilicatos (Fig. 1, 14). Dichas fracturas podrían ser el resultado del clivaje que se observa en la roca portadora (cf. Königshof, 1992). Todo ello sugiere la existencia de un metamorfismo regional anqui/epizonal. Estas conclusiones coinciden con las observaciones de los autores holandeses para el área (Zwart, 1979).

Cadenas Costeras Catalanas (CCC): En el Carbonífero del área del Priorato, localidad de Picamoixons (Prov. de Tarragona), los elementos conodontales extraídos de los niveles carbonatados de la base de la serie Culm (Sanz, 1995), tienen valores CAI de 6,5 ; 7; 7,5 y 8 (Fig. 1, 12; Fig. 2, 6). Además, están muy deformados, sus paredes exhiben una profunda recrystalización, y se hallan en parte desintegrados. Estas características son el resultado de la actuación de más de un proceso geológico.

co; por una parte se puede inferir un metamorfismo regional responsable de la deformación y recrystalización de los elementos conodontales. Además, la coexistencia de distintos valores CAI en una misma muestra y en niveles próximos pone en evidencia los efectos de un metamorfismo de contacto y/o la presencia de soluciones hidrotermales en el área. Estas observaciones coinciden con los datos de Julivert y Martínez (1983) quienes señalan en este sector un metamorfismo de bajo grado para los materiales carboníferos, excepto en aquellas localidades donde la intrusión de granitoides posttectónicos produjo un metamorfismo de contacto que se sobrepone al metamorfismo regional. Hay que destacar, que de acuerdo con las observaciones de campo no aparece ningún cuerpo intrusivo suficientemente próximo a esta localidad que sea responsable de tales anomalías. Podría inferirse entonces la existencia de una intrusión profunda que habría producido los efectos que actualmente se observan en los elementos conodontales. Esta posibilidad podrá ser sólo corroborada por estudios futuros.

Este trabajo es una contribución al proyecto PB92-1016 de la DGICYT. Las autoras desean expresar su reconocimiento a las Dras. Anita G. Harris, U.S. Geological Survey (Reston, Virginia), y Covadonga Brime, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, por sus inestimables enseñanzas. También nuestra gratitud al Dr. M. van den Boogaard (Museo de Historia Natural de Leiden), al Prof. P. Bultynck (Instituto Real de Ciencias Naturales de Bélgica) y al Dr. Javier Sanz - López (Universidad de La Coruña), por facilitarnos sus colecciones de conodontos para estudios del CAI. El Prof. J.L. García Alcalde (Departamento de Geología, Universidad de Oviedo) revisó el manuscrito original, realizando oportunas y valiosas sugerencias, para él nuestro profundo reconocimiento. Las fotografías que ilustran este trabajo fueron tomadas en el Centro de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid.

Bibliografía

- Ardichem Boogaert, H. A. Van (1967): Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic applications. *Leids Geol. Med.*, 39: 129-192.
- Ainsworth, N.R., Burnett, R.D. y Kontrovitz, M. (1990): Ostracod colour change by thermal alteration, offshore Ireland and Western UK. *Mar. Petrol. Geol.*, 7: 288-297.
- Aldridge, R.J. (1984): Thermal metamorphism of the Silurian strata of the Oslo region, assessed by conodont colour. *Geol. Mag.*, 121: 347-349.
- Aldridge, R.J. (1986): Conodont palaeobiogeography and thermal maturation in the Caledonides. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 143: 177-184.
- Aldridge, R.J. (1993): Conodont colour and thermal maturation in the Lower Carboniferous of North Wales. *Mercian Geologist*, 13: 83-86.
- Aldridge, R.J., Briggs, D.E.G., Smith, M.P., Clarkson, E.N.K. y Clark, N.D.L. (1993): The anatomy of conodonts. *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London, B* 340: 405-421.
- Aldridge, R.J. y Theron, J.N. (1993): Conodonts with preserved soft tissue from a new Ordovician Konservat - Lagerstätte. *Jour. Micropaleontol.*, 12: 113-117.
- Armstrong, H.A., Smith, M.P., Aldridge, R.J. y Tull, S.L. (1994): Thermal maturation of the Lower Palaeozoic strata of northern Greenland from conodont colour alteration index (CAI) data: implications for burial history and hydrocarbon exploration. *Geol. Mag.* 131: 219 - 230.
- Armstrong, H.A. y Strens, M. R. (1987) Contact metamorphism of conodonts as a test of colour alteration index temperatures. In: *Conodonts: Investigative Techniques and Applications*. (R.L. Austin, Ed.). *British Micropalaeontological Society Series*: 203 -208. Ellis Horwood, Chichester.
- Barnes, C.R. y Fahraues, L.E. (1975): Provinces, communities and the proposed nektonic habit of Ordovician conodontophorida. *Lethaia*, 8: 133 - 149.
- Belka, Z. (1990): Thermal maturation and burial history from conodont colour alteration data. Holy Cross Mountains, Poland. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 118: 241-251.
- Belka, Z. (1991): Conodont colour alteration patterns in Devonian rocks of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Jour. African Earth Sci.*, 12: 417 - 428.
- Belka, Z. (1993): Thermal and burial history of the Cracow - Silesia region (southern Poland) assessed by conodont CAI analysis. *Tectonophysics*, 227: 161-190.
- Bergström, S.M. (1981): Conodonts as paleotemperature tools in Ordovician rocks of the Caledonides and adjacent areas in Scandinavia and the British Isles. *Geol. Fören. Stockh. Förhand.* 102: 377-392.
- Boersma, K.Th. (1973): Devonian and Lower Carboniferous conodont biostratigraphy, Central Spanish Pyrenees. *Leids geol. Meded.*, 49 : 303-377.
- Briggs, D.E.G., Clarkson, E.N.K. y Aldridge, R.J. (1983): The conodont animal. *Lethaia*, 16: 1-14.
- Brime, C. y Pérez-Estaún, A. (1980): La transición diagénesis-metamorfismo en la región de Cabo Peñas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1: 85-97.
- Burnett, R.D. (1987): Regional maturation patterns for late Viséan (Carboniferous, Dinantian) rocks of northern England based on mapping of conodont colour. *Ir. Jour. Earth Sci.*, 8: 165-185.
- Burnett, R.D. (1988): Physical and chemical changes in conodonts from contact metamorphosed limestones. *Ir. Jour. Earth Sci.*, 9: 179 - 199.
- Burnett, R.D., Clayton, G., Haughey, N. Sevastopulo, G.D. y Sleeman, A.G. (1990): The organic maturation levels of Carboniferous rocks in South County Wexford, Ireland. *Ir. Jour. Earth Sci.*, 10: 145-155.
- Burnett, R.D. y Hall, J. (1992): Significance of ultrastructure features in etched conodonts. *Jour. Paleontol.*, 66: 266-276.
- Burnett, R.D., Higgins, A.C. y Austin, R.L. (1994): Carboniferous - Devonian Conodont CAI in England, Wales and Scotland. The patterns and its interpretation: a synoptic review. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 168: 267-280.
- Bustin, R.M., Barnes, M.A. y Barnes, W.C. (1990): Determining levels of organic diagenesis in sediments and fossil fuels. *Geoscience Canada. Reprint. Ser. 4*: 205-225.
- Calvo, A. A. (1993): Conodontos del Devónico Inferior en el Sinclinal de Herrera del Duque (Badajoz, SO de España). *Col. Paleontol.*, 45: 9-42.
- Conway Morris, S. (1989): Conodont palaeobiology: recent progress and unsolved problems. *Terra Nova*, 1: 135-150.
- Dougherty, B.J. y Uyeno, T.T. (1989): A conodont-based thermal maturation study of some Lower and Middle Devonian rocks, north-western District of MacKenzie and Yukon Territory. In: *Current Research, Part G, Geol. Surv. Can., Paper 89-1G*: 37-42.
- Ellison, S. (1944): The composition of conodonts. *Jour. Palaeontol.*, 18: 133-140.
- Epstein, A.G., Epstein, J.B. y Harris, L.D. (1977): Conodont color alteration - an index to organic metamorphism. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 995: 1-27.
- Gabbott, S.E., Aldridge, R.J. y Theron, J.N. (1995): A giant conodont with preserved muscle tissue from the Upper Ordovician of South Africa. *Nature*, 374: 800-803.
- García-López, S. (1987): Los conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronoestratigráficas mayores del Devónico asturleonés (España). *Publ. Espec. Bol. Geol. Min.*, 112 p.
- García - López, S. y Arbizu, M. (1993): Nuevos hallazgos de conodontos en el Devónico Inferior de la costa asturiana y su aplicación a la cronoestratigrafía del Grupo Rañeces. *Rev. Soc. Geol. España, N° Extraordin.*, 78-88.
- García - López, S., Brime, C., Bastida, F. y Sarmiento, G.N. (1995): CAI values associated with the lowest grade metamorphism. A case study in the Variscan belt of NW Spain. *Spec. Publ., Macquarie Univ. Cent. Ecostrat. Palaeobiol. (MUCEP)*, 1: 43-44.

- Goodarzi, F. y Higgins, A.C. (1987): Optical properties of scolecodonts and their use as indicators of thermal maturity. *Mar. Petrol. Geol.*, 1987 (4): 353-359.
- Goodarzi, F. y Norford, B.S. (1985): Graptolites as indicators of temperature histories of rocks. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 142: 1089-1099.
- Gorter, J.D. (1984): Source potential of the Horn Valley Siltstone Amadeus Basin. *APEA Journal*, 24: 66-90.
- Harris, A.G. (1979): Conodont color alteration an organo-mineral metamorphic index, and its application to Appalachian basin geology. In: *Aspects of Diagenesis*. (P.A. Scholle y P.R. Schulger, Eds.). *Soc. Econom. Paleon. Miner., Spec. Publ.*, 26: 1-16.
- Harris, A.G., Harris, L.D. y Epstein, J.B. (1978): Oil and gas data from Paleozoic rocks in the Appalachian Basin: maps for assessing hydrocarbon potential and thermal maturity (conodont color alteration isograds and overburden isopachs). *U.S. Geol. Surv. Map*, 1-917-E.
- Harris, L.D. y Milici, R.C. (1977): Characteristics of thinskin style of deformation in the southern Appalachians and potential hydrocarbon traps. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 1018: 40 pp.
- Harris, A.G., Rexroad, C.B., Liernman, R.T. y Askin, R.A. (1990): Evaluation of CAI Anomaly, Putnam County, Central Indiana, U.S.A.: Possibility of a Mississippi Valley-Type Hydrothermal System. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 118: 253-266.
- Hérault, Y., Chagnon, A. y Bertrand, R. (1979): Compilation and correlation of major thermal maturation indicators. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63: 2128-2144.
- Jeppsson, L., Fredholm, D. y Mattiasson, B. (1985): Acetic acid and phosphatic fossil -a warning. *Jour. Paleontol.*, 59: 952-956.
- Julivert, M. y Martínez, F.J. (1983): El Paleozoico de las Cadenas Costeras Catalanas. In: *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos*, Inst. Geol. Min. Esp., 1: 529-536.
- Kisch, H. (1991): Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. *Jour. Metamorphic Geology*, 9: 665-670.
- Königshof, P. (1991): Conodont colour alteration adjacent to a granitic intrusion, Harz Mountains. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1991: 84-90.
- Königshof, P. (1992): Der Farhänderungsindex von Conodonten (CAI) in paläozoischen Gesteinen (Mitteldevon bis Unterkarbon) des Reinischen schiefergebirges Eine Ergänzung zur vitrinitreflexion. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 146: 1-118.
- Kontrovitz, M. (1987): Ostracode shells as indicators of thermal history. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 37: 383-392.
- Kovács, S. y Árkai, P. (1987): Conodont alteration in metamorphosed limestones from northern Hungary, and its relationship to carbonate texture, illite crystallinity and vitrinite reflectance. In: *Conodonts: Investigative techniques and Applications*. (R.L. Austin, Ed.). *British Micropalaeontological Society Series*: 209-229. Ellis Horwood, Chichester.
- Kübler, B. (1984): Les indicateurs des transformations physiques dans la diagenèse. Température et calorimétrie. In: *Thermométrie et barométrie géologiques*. (M. Lagache, Ed.), 2: 486-596.
- Landing, E. (1981): Conodont biostratigraphy and colour alteration of the Upper St. Charles and lower Garden City formations, Bear River Range, North Utah and South - East Idaho. *Open file report. U.S. Geol. Surv.*, 29 p.
- Legall, F.D., Barnes, C.R. y McQueen, R.W. (1982): Thermal maturation, burial history and hotspot development, Paleozoic strata of southern Ontario -Quebec, from conodont and acritarch colour alteration studies. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 29: 492-539.
- Lehrman, D.J. (1990): Study of fluid inclusions and conodont color alteration index from carbonate strata of the Road Canyon Formation (Permian) of the Glass mountains, Southwest Texas. *Compass*, 67: 147-153.
- Lindström, M. (1964): *Conodonts*. Elsevier, Amsterdam. 196 p.
- March - Benlloch, M. (1991): *Los conodontos del Triásico medio (Facies Muschelkal) del Noreste de la Península Ibérica y de Menorca*. Tesis Doctoral, Universidad de Valencia, 394 p. (Inédita).
- March - Benlloch, M. y Santisteban, C. (1993): Dolomitization as an eventual determining factor in the colour alteration index (CAI). *Geobios*, 26: 745-750.
- Mayr, U., Uyeno, T.T. y Barnes, C.R. (1978): Subsurface stratigraphy, conodont zonation, and organic metamorphism of the Lower Paleozoic succession, Bjorne Peninsula, Ellesmere Island, District of Franklin. *Geol. Surv. Can. Paper*, 78: 393-398.
- Merrill, G.K. y Powell, R.J. (1980): Paleobiology of juvenile (nepionic?) conodonts from the Drum Limestone (Pennsylvanian, Missouri-Kansas City area) and its bearing on apparatus ontogeny. *Jour. Paleontol.*, 54: 1059-1074.
- Munsell Color Company (1971): Munsell soil color chart. Baltimore, Md. Munsell color Company, Inc.
- Nicoll, R.S. (1981): Conodont colour alteration adjacent to a volcanic plug, Canning Basin, Western Australia. *BMR Jour. Austr. Geol. Geoph.*, 6: 265-267.
- Nicoll, R.S. y Gorter, J.D. (1984a): Conodont colour alteration, thermal maturation and geothermal history of the Canning Basin, Western Australia. *Jour. Austral. Petrol. Explor. Assoc.*, 24: 243-258.
- Nicoll, R.S. y Gorter, J.D. (1984b): Interpretation of additional conodont colour alteration data and the thermal maturation and geothermal history of the Canning Basin, Western Australia. In: *The Canning Basin* (P.G. Purcell, Ed.). *Proc. Geol. Soc. Austr. Explor. Soc. Symp.*, Perth, 1984, 411-425.
- Nowlan, G.S. y Barnes, C.R. (1987a): Application of conodont colour alteration indices to regional and economic geology. In: *Conodonts: Investigative Techniques and Applications*. (R.L. Austin, Ed.). *British Micropalaeontological Society Series*: 188 - 202. Ellis Horwood, Chichester.
- Nowlan, G.S. y Barnes, C.R. (1987b): Thermal maturation of Paleozoic strata in eastern Canada from Conodont Colour Alteration Index (CAI) data with implications for burial history, tectonic evolution, hotspot tracks and mineral and hydrocarbon exploration. *Bull. Geol. Surv. Can.*, 367: 1-47.
- Orchard, M.J. y Forster, P.J.L. (1991): Conodont colour and thermal maturity of the Late Triassic Kunga Group, Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Geol. Surv. Can. Paper*, 90-10: 453-464.
- Orndorff, R.C., Harris, A.G. y Schultz, A.P. (1988): Reevaluation of Conodont Color Alteration patterns in Ordovician rocks, East - Central Valley and Ridge and Western Blue Ridge Provinces, Tennessee. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1839: D1-D10.
- Perry, W.J., Harris, A.G. y Harris, L.D. (1979): Conodont - based re-interpretation of Bane Dome - structural re-evaluation of Allegheny Frontal Zone. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63: 647-654.
- Perry, W.J., Wardlaw, B.R., Bostick, N.H. y Maughan, E.K. (1983): Structure, burial history and petroleum potential of Frontal Thrust Belt and adjacent foreland, Southwest Montana. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67: 725-743.
- Pietzner, H., Vahl, J., Werner, H. y Ziegler, W. (1968): Zur chemischen Zusammensetzung und Mikromorphologie der Conodonten. *Palaeontographica, A*, 128: 115-152.
- Pohler, S.M.L. y Barnes, C.R. (1990): Conceptual models in conodont paleoecology. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 118: 409-440.
- Purnell, M.A. (1995): Microwear on conodont elements and macrophagy in the first vertebrates. *Nature*, 374: 798-800.
- Raven, J.G.M. y Pluijm, B.A. van der (1986): Metamorphic fluids and transtension in the Cantabrian Mountains of northern Spain: an application of the conodont colour alteration index. *Geol. Mag.*, 123: 673-681.
- Rejebian, V.A. (1984): *Experimental conodont color alteration in dry-open air and aqueous-pressured systems*. A.B. thesis. Princeton University, Princeton, New Jersey, 61 p.
- Rejebian, V.A., Harris, A.G. y Huebner, J.S. (1987): Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99: 471-479.
- Sangster, D.F., Nowlan, G.S. y McCracken, A.D. (1994): Thermal comparison of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits and their host rocks using fluid inclusion and conodont color alteration index data. *Econ. Geol.*, 89: 493-514.
- Sansom, I.J., Smith, M.P., Armstrong, H.A. y Smith, M.M. (1992): Presence of the earliest Vertebrate hard tissues in Conodonts. *Science*, 256: 1308-1311.
- Sanz, J. (1995): *Estratigrafía y Bioestratigrafía (Conodontos) del Silúrico superior -Carbonífero inferior del Pirineo Oriental y Central*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 717 p. (Inédito).
- Sarmiento, G.N. (1993): *Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico meridional)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 600 p. (Inédito).

- Sarmiento, G.N. y Bultynck, P. (1994): Ordovician conodonts from Africa: Brief review and new data. *IGCP Project 351, Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana, 2nd International Meeting*, Abs.: 31-32, Rabat.
- Sarmiento, G.N. y García-López, S. (1994): Los conodontos como indicadores de paleotemperaturas: Metodología y ejemplos de su aplicación en la Geología de España. *Comun. X Jorn. Paleontol.*, p.186-189, Madrid.
- Sarmiento, G.N., Gutiérrez-Marco, J.C., Lunar, R. y Martínez-Frías, J. (1994a): El índice de color de alteración (CAI) de los conodontos: un geotermómetro alternativo en procesos hidrotermales de mineralización en el macizo Hespérico. *Publ. Espec. Inst. Esp. Oceanogr.*, 18: 107-116.
- Sarmiento, G.N., Méndez-Bedia, I., Aramburu, C., Arbizu, M. y Truyols, J. (1994b): Early Silurian conodonts from the Cantabrian Zone, NW Spain. *Geobios*, 27: 507-522.
- Savage, N.M., Lindorfer, M.A. y McMillen, D.A. (1990): Amino Acids from Ordovician Conodonts. *Cour. Forsh. Inst. Senckenberg*, 118: 267-275.
- Smith, M.P., Briggs, D.E.G. y Aldridge, R.J. (1987): A conodont animal from the Lower Silurian of Wisconsin, USA. In: *Palaeobiology of Conodonts*. (R.J. Aldridge, Ed.). British Micropalaeontological Society Series, 91-104. Ellis Horwood, Chichester.
- Stach, E., Mackowsky, M.T., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Taylor, G.H. y Chandra, D. (1982): *Textbook of Coal Petrology*. 3ª ed., Bornträger, Berlín, 535 p.
- Sweet, W.C. (1988): *The Conodonta. Morphology, Taxonomy, Paleocology and Evolutionary History of a long - extinct Animal Phylum*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 10, 212 p.
- Sweet, W.C. y Bergström, S.M. (1966): Ordovician conodonts from Penobscot, Maine. *Jour. Paleontol.*, 40: 151-154.
- Sweet, W.C. y Bergström, S.M. (1986): Conodonts and biostratigraphic correlation. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 85-112.
- Turner, S. (1994): Thermal alteration of microscopic fish remains. *Ichthyolith Issues*, 13: 25-26.
- Wardlaw, B.R. y Harris, A.G. (1984): Conodont - based thermal maturation of Paleozoic rocks in Arizona. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 68: 1101-1106.
- Zwart, H.S. (1979): The Geology of the Central Pyrenees. *Leids Geol. Meded.*, 50: 1-74.

Recibido el 17 de Julio de 1995

Aceptado el manuscrito revisado el 19 de Febrero de 1996